

Capítulo 4

Precipitação

Carlos Miranda Rodrigues

*ICAAM - Instituto de Ciências Agrárias e Ambientais Mediterrânicas,
Escola de Ciência e Tecnologia
Universidade de Évora*

1. Generalidades

Por precipitação entende-se toda a água meteórica que, provindo do vapor de água da atmosfera, atinge a superfície do Globo. Por água meteórica, deve entender-se aquela constituinte da chuva, chuveiro, aguaceiro, neve, granizo, orvalho e geada. Pela sua importância no gerar do escoamento, a chuva é o tipo de precipitação mais importante em hidrologia.

A quantidade de precipitação numa região é fundamental para a determinação, entre outros, das necessidades de rega de culturas, ou do abastecimento doméstico e industrial. A intensidade de precipitação é importante para a determinação das pontas de cheia e determinante nos estudos de erosão.

As características principais da precipitação são o seu total, a duração e a sua distribuição no espaço e no tempo. A quantidade de precipitação só tem significado quando associada a uma duração. Por exemplo, valores de 100 mm podem ser baixos para um mês da estação húmida mas, é bastante num dia e uma exceção se ocorrer numa hora.

A ocorrência de precipitação é um fenómeno puramente aleatório que não possibilita previsões com grande antecedência. Por isso, o tratamento dos dados de precipitação passa, na maioria dos casos, por aplicação de técnicas de inferência estatística no sentido de estimar a magnitude dos eventos pluviosos em função de uma dada probabilidade de ocorrência.

Para que haja precipitação, é necessário que ocorra um desequilíbrio térmico ao nível das nuvens provocado pela condensação do vapor de água, sempre que a temperatura desça abaixo do ponto de saturação da massa de ar.

A condensação, só por si, não conduz a um aumento das gotas de água ao ponto de se verificar o seu desprendimento e queda, pela ação da gravidade. É necessário que ocorra, em simultâneo, a fusão sucessiva das micro gotas, que vão assim aumentando de tamanho – processo de coalescência direta.

Para que a chuvada se efetive com uma duração determinada, é fundamental a convergência horizontal do vapor de água no sentido das camadas atmosféricas sob as nuvens. Deste modo, acumula-se água líquida junto à nuvem para posterior reposição das perdas de água, à medida que esta vai precipitando. Quando o mecanismo de convergência horizontal diminui ou eventualmente troca de sentido (divergência), a precipitação reduz-se ou cessa podendo, no caso de haver divergência, levar à dissipação das nuvens.

A figura 4.1 esquematiza o mecanismo de precipitação acima descrito.

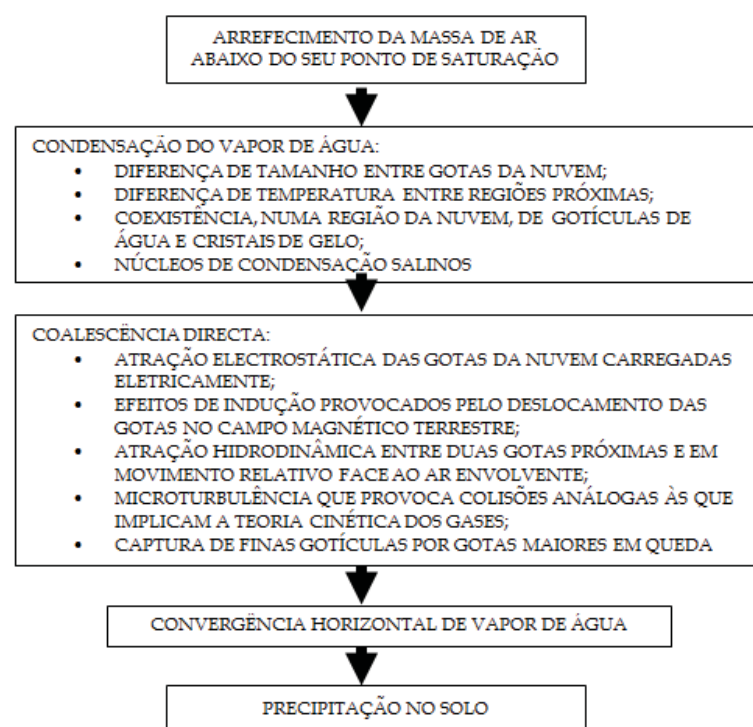


Figura 4.1 Sequência dos processos envolvidos no mecanismo da precipitação (extraído de Rodrigues, 1986).

2. Classificação das precipitações

Dependendo do mecanismo que condiciona a elevação do ar húmido até às camadas mais frias da atmosfera, assim as precipitações são classificadas em convectivas, orográficas e frontais (ou ciclónicas).

2.1 Precipitações convectivas

As precipitações convectivas são aquelas que têm origem no aquecimento direto de uma massa de ar sobre a superfície terrestre. Regista-se então, uma brusca ascensão de ar menos denso que atinge a sua temperatura de condensação com a consequente formação das nuvens e, muitas vezes, originando precipitação (Figura 4.2).

As chuvadas convectivas são características das regiões equatoriais embora possam ocorrer também nas nossas condições durante o Verão. São geralmente chuvas de grande intensidade e reduzida duração, muito localizadas e normalmente acompanhadas de trovoadas. A sua ocorrência conduz a inundações nas bacias hidrográficas de menor dimensão.

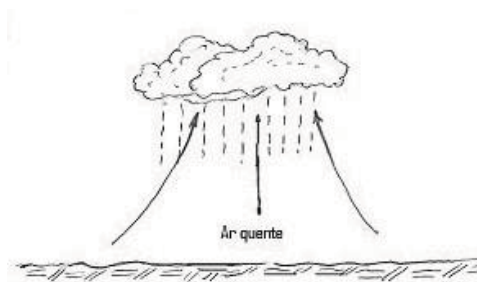


Figura 4.2 Processo convectivo da precipitação.

2.2 Precipitação orográficas

Tal como o seu próprio nome induz, a orografia tem ação preponderante na sua génese. Ocorrem quando, impelida pelo vento, uma massa de ar encontra uma cadeia montanhosa que a obriga a ascender, por deslizamento sobre as vertentes, até arrefecer abaixo do ponto de saturação formando as nuvens e posteriormente, dando origem à precipitação (Figura 4.3).

As encostas orientadas a barlavento (voltadas ao vento) acabam por registar valores de precipitação bastante elevados quando comparados com as encostas de sotavento, porque a maior parte da

humidade é descarregada durante a ascensão. Este facto leva a que a sotavento se criem, em certos casos, zonas semiáridas – efeito da chamada sombra pluviométrica – porque ao chegarem a tais zonas, as massas de ar encontram-se já exauridas da humidade.

As precipitações de origem orográfica traduzem-se por chuvadas de reduzida intensidade embora possam prevalecer por largos períodos de tempo.

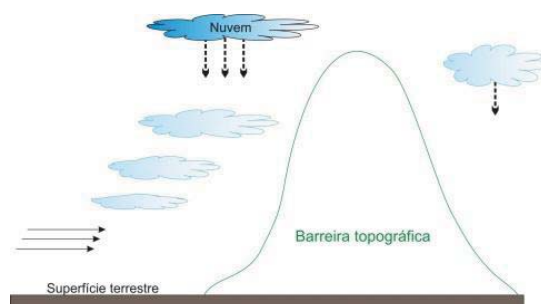


Figura 4.3 Processo orográfico da precipitação.

2.3 Precipitações ciclónicas ou frontais

São precipitações associadas à passagem de uma perturbação ciclónica podendo a ascensão do ar ser provocada por uma depressão barométrica ou pelo contacto entre duas massas de ar, uma quente e outra fria (Figura 4.4).

As chuvas de origem ciclónica ou frontal são de grande duração, com intensidades médias, mas afetando grandes áreas. Por vezes são acompanhadas por ventos fortes de circulação ciclónica. A sua grande duração acaba por conduzir, muitas vezes, à formação de cheias em grandes bacias.

3. Medição da precipitação

Qualquer superfície que retenha a água da chuva pode, na prática, servir para a quantificar a quantidade de precipitação verificada num determinado local. Quanto se divide o total precipitado pelo tempo de duração daquele evento, obtemos a intensidade da respetiva chuvada.

A quantidade de precipitação, P , é expressa em milímetros (mm) e traduz a quantidade de precipitação correspondente a um volume de um

litro por um metro quadrado de superfície ($1 \text{ mm} = 1 \text{ l/m}^2 = 10 \text{ m}^3/\text{ha} = 1000 \text{ m}^3/\text{km}^2$).

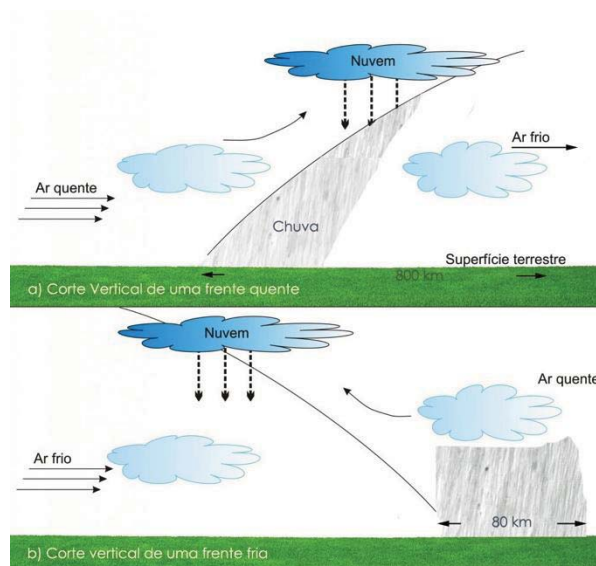


Figura 4.4 Processo frontal de precipitações.

A intensidade média de precipitação, i_m , é normalmente expressa em milímetros por hora (mm/h) tal que:

$$i_m = \Delta P / \Delta t \quad (4.1)$$

com ΔP e Δt representando respetivamente o total precipitado (mm) num determinado intervalo de tempo (horas).

Numa situação limite, traduzida pela aproximação a zero da duração da chuvada, podemos definir uma intensidade instantânea de precipitação, i :

$$i = \partial P / \partial t \quad (4.2)$$

3.1 Aparelhos de medição da precipitação

A necessidade de comparação dos valores de precipitação entre os diversos locais, levou à padronização dos equipamentos de medida. Surgiram, assim, os udómetros ou pluviómetros padronizados – Figura 4.5. Estes aparelhos possibilitam a medição discreta da precipitação.

Os udómetros são normalmente constituídos por:

- anel circular que limita a área de receção;

- funil cuja projeção constitui a superfície recetora (100 a 1000 cm²);
- recipiente para acumulação de água;
- proveta graduada.

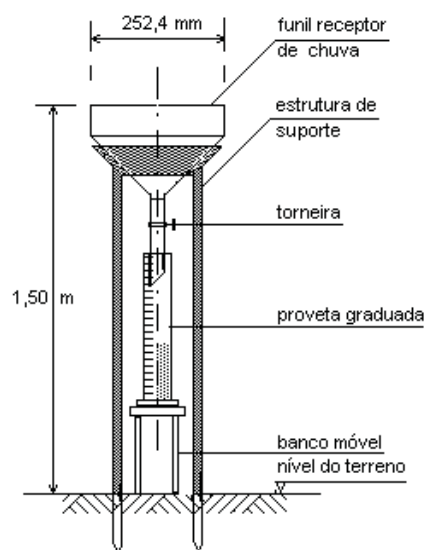


Figura 4.5 Udómetro.

As medições de rotina num udómetro são realizadas diariamente às 9:00 horas TMG. Nestas condições os valores diariamente registados resultam da acumulação da chuva nas 24 horas anteriores e o parâmetro medido é a precipitação diária. Em situações excecionais e quando se pretende obter quantidades ou intensidades de precipitação inferiores às diárias, o intervalo entre observações dos udómetros pode ser encurtado.

Os registos contínuos da precipitação [$P = P(t)$] são obtidos com recurso aos udógrafos ou pluviógrafos. Nestes aparelhos, a proveta de medida é substituída por mecanismos de registo, em gráfico, das quantidades de precipitação (relógio, tambor, aparo). Os mais comuns são os de boia e sifão e os basculantes cujo princípio de funcionamento está ilustrado nas Figura 4.6 e 4.7.

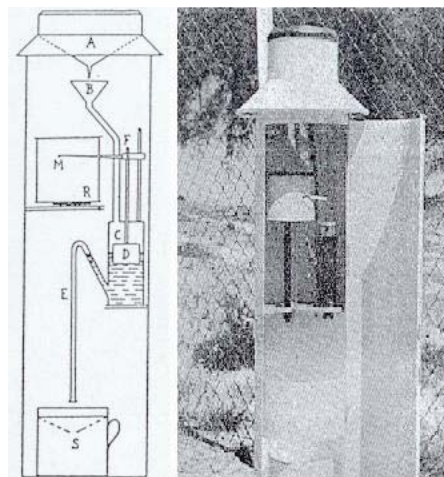


Figura 4.6 Udógrafo de boia e sifão.

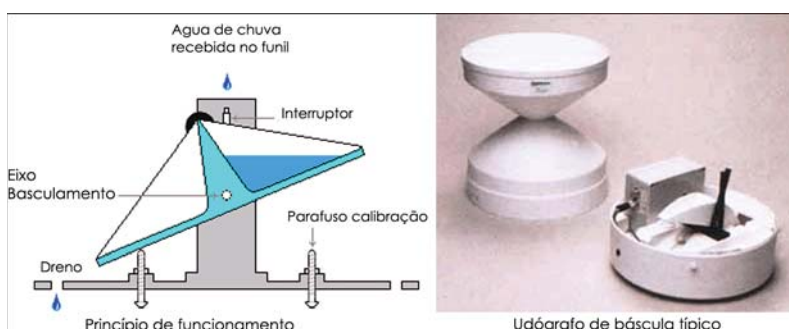


Figura 4.7 Udógrafo de báscula.

O registo gráfico de um udómetro toma o nome de udograma. Na Figura 4.8 apresenta-se o registo gráfico de um udógrafo de boia e sifão relativo ao temporal de 15 a 17 de Novembro de 1967 na região de Lisboa. Registe-se que este temporal levou à ocorrência de inundações graves na bacia do Alenquer e Trancão com centenas de vítimas mortais.

O tratamento dos dados de precipitação medidos pelos udógrafos obriga à leitura dos respetivos udogramas através de mesas e de programas próprios de digitalização. Este processo é muito demorado e trabalhoso.

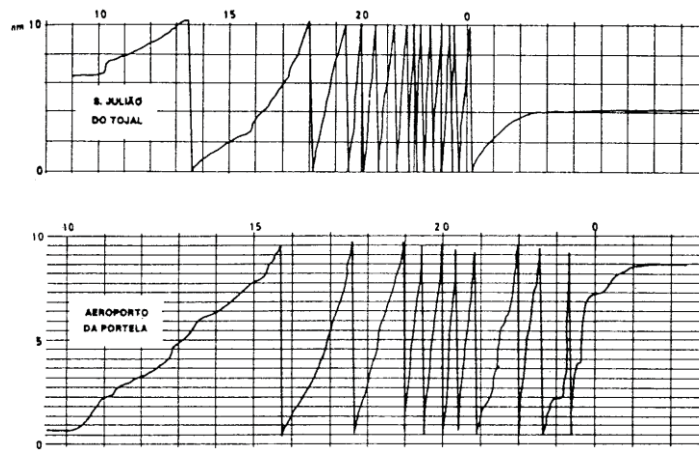


Figura 4.8 Udograma do temporal de Novembro de 1967: estação de S. Julião do Tojal. (extraído de Lencastre, 2003).

Atualmente, com o advento das novas tecnologias, os udómetros vem munidos com sistemas de aquisição de dados (*data logger*) que disponibilizam a informação já no formato digital, quer localmente quer remotamente, quando acoplados a um sistema de teletransmissão (rádio, telefone, GSM, satélite, etc.). Os registos podem, então ser descarregados diretamente nas bases de dados, sem necessidade de prévio processamento.

A Figura 4.9 mostra, a título de exemplo, o circuito de aquisição de dados do Sistema de Vigilância e Alerta de Recursos Hídricos (SVARH) em funcionamento no Instituto da Água (INAG) o qual, usa a rede telefónica para a transmissão dos dados de precipitação.

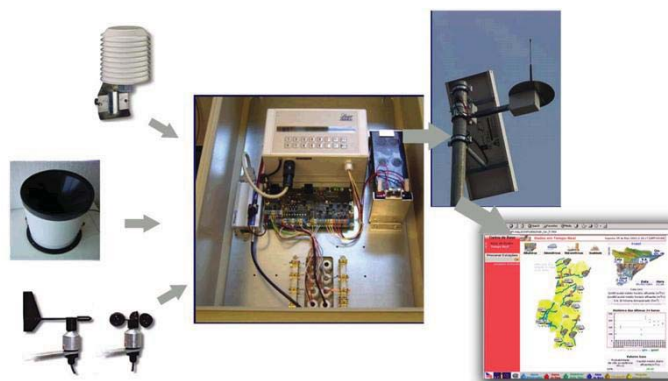


Figura 4.9 Sistema de aquisição de dados do SVARH

3.2 Rede udométrica

O conjunto de aparelhos de medida da precipitação associados a uma região constitui a rede udométrica. A densidade da rede udométrica (número de udómetros por 1000 km²) depende dos objetivos que presidem à sua instalação. Assim, quando se pretende apenas a caracterização climática da região, a densidade utilizada é menor que aquela necessária para uma correta caracterização hidrológica dos locais. Como exemplo refira-se o que se passa com a rede do IPMA (Instituto Português do Mar e da Atmosfera, onde cerca de 100 postos udométricos são suficientes para caracterizar, em termos meteorológicos o País, quando comparada com a rede udométrica da responsabilidade Agência Portuguesa do Ambiente (ex. Direções Regionais do Ambiente e INAG), fundamental para a caracterização das disponibilidades hídricas e que, por isso, é constituída por cerca de 700 postos.

A Figura 4.10 mostra a distribuição espacial dos postos de determinação da precipitação constituintes da rede udométrica do País. A densidade média da rede é de 1/100km².

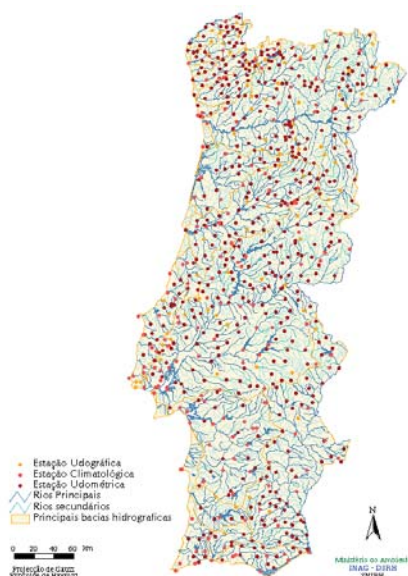


Figura 4.10 Rede udométrica nacional.

A instalação de cada um dos udómetros nos locais definidos pela rede, obedece a um conjunto de regras padrão. Os locais de instalação devem estar desimpedidos de obstáculos que, de algum modo, possam influenciar as quantidades de precipitação captadas pela área de receção

do udómetro. Salvo algumas exceções, a altura da boca do udómetro, em relação ao terreno, não deve ser superior a 1,5 metros, nem inferior a 0,5 metros. A distância aos obstáculos mais próximos deve ser, no mínimo,



duas vezes superior à altura do respetivo obstáculo - Figura 4.11.

Figura 4.11 Diretivas para a localização de uma estação udométrica.

3.3 Precipitação em área

Os udómetros medem a precipitação registada no seu local de implantação. Constituem assim, medições pontuais daquele parâmetro.

As medições em área são também possíveis com recurso aos satélites e radares meteorológicos. Através de satélite, é possível observar o deslocamento das grandes massas de ar na atmosfera e estimar fenómenos convectivos resultantes da transformação hipotética do vapor de água existente numa coluna da atmosfera, em água líquida, associada a uma determinada área.

Com recurso ao radar, é possível caracterizar eventos de precipitação mais em pormenor, de forma contínua, tanto no espaço como no tempo. O radar fornece uma medida volumétrica da precipitação, com grande detalhe espacial tanto na direção horizontal como vertical. O recurso a esta ferramenta para avaliação da precipitação em área necessita de prévia calibração a partir da rede udométrica.

Uma das principais vantagens que advêm da utilização do radar em termos hidrológicos, reside na possibilidade de prever, por antecipação de algumas horas, a ocorrência de precipitação e o sentido de deslocamento das superfícies frontais. A Figura 4.12 mostra uma imagem de radar relativa a um evento pluvioso, obtida a partir de um radar do Instituto de Meteorologia instalado em Loulé.

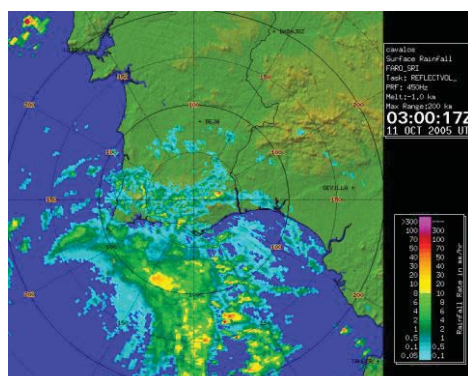


Figura 4.12 Padrões de precipitação obtidos através do radar de Loulé (<http://www.meteo.pt>).

A precipitação em área pode, todavia, ser estimada a partir dos valores pontuais da precipitação recolhidos nas estações udométricas e udográficas. Pode-se recorrer a uma média simples dos valores dos postos contidos na área em causa, ou então, ponderar a influência de cada posto tendo em conta a sua distribuição espacial.

O recurso a uma média simples só é justificável quando não é exigido rigor de cálculo, quando a rede udométrica é uniformemente distribuída no espaço relativamente à área em questão e, nas condições de as precipitações médias de cada posto não diferirem significativamente.

Preferencialmente, deve ser sempre ponderada a influência que cada posto exerce na área em estudo. A precipitação ponderada é então, obtida por:

$$P_p = \sum_{i=1}^N k_i p_i \quad (4.3)$$

$$k_i = \frac{a_i}{A}$$

em que: P_p – precipitação ponderada na área; N – número de postos influentes; k_i – fator de ponderação do posto i ; p_i – precipitação no posto i ; A – área total; a_i – área de influência do posto i .

O fator de ponderação de cada posto pode ser obtido por vários métodos com destaque para: método dos polígonos de Thiessen, método das isoietas e método dos polígonos de Thiessen modificados.

a) método dos polígonos de Thiessen – baseia-se no pressuposto de atribuir o mesmo valor de precipitação registado no udómetro, a todos

os pontos cuja distância aquele udometro é menor que a qualquer outro da rede.

As áreas de influência são obtidas a partir de uma malha de polígonos formados pelas mediatrizes dos lados dos triângulos com vértices nos postos udométricos – Figura 4.13.

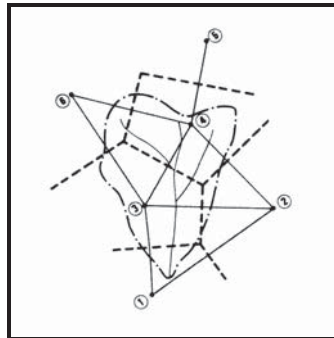


Figura 4.13 Traçado dos polígonos de Thiessen.

O polígono que contém um posto udométrico, limita a área de influência desse posto, dentro da qual se considera a precipitação uniforme e igual à que nele se regista. O valor de k_i para cada posto udométrico, resulta da razão entre a área do polígono de influência e a área total da bacia.

b) método da isoietas – o recurso a este método, obriga ao traçado de linhas de igual valor de precipitação durante um determinado intervalo de tempo – Figura 4.14. O valor de k_i é então, obtido pela razão entre a área entre duas isoietas consecutivas e a área total da bacia. O valor de p_i na expressão (4.3) resulta da média de precipitação entre duas isoietas contíguas.

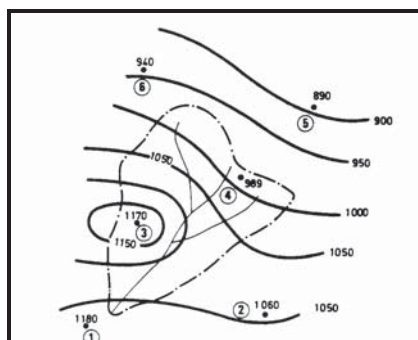


Figura 4.14 Isoietas num dado ano hidrológico.

c) **método dos polígonos de Thiessen modificado** – é um método misto relativamente aos anteriores, no qual o valor de k_i é multiplicado por um fator modificador, w_i , que resulta da razão entre a precipitação média sobre o polígono de influência da estação i a uma escala superior, deduzida pelo método das isoietas, r_i' , e precipitação média na estação i a essa escala superior, r_i , tal que $w_i = \frac{r_i'}{r_i}$.

4. Distribuição espaço-temporal da precipitação

A distribuição da precipitação, tanto no espaço como no tempo, está longe de ser uniforme. As variações observadas têm carácter eventual, quando associadas a uma escala temporal pequena (horária, diária ou semanal) condicionada por condições climáticas locais, ou possuem carácter sistemático, condicionadas pelo clima global, onde a escala temporal será totalizadora das precedentes (mensal, semestral, anual ou multianual).

A Figura 4.15 esquematiza as variações espaço-temporais da precipitação e os principais fatores condicionantes do carácter eventual ou sistemático da precipitação.

		VARIACÕES DA PRECIPITAÇÃO	
		EVENTUAIS	SISTEMÁTICAS
ESCALA	ESPACIAL	Local	Global
	TEMPORAL	Sub-horária Horária Diária Semanal	Mensal Semestral Anual Multianual
FACTORES CONDICIONANTES PRINCIPAIS	GEOGRÁFICOS	Altitude Afastamento do Mar Orientação das vertentes e sua pendente	Latitude
	METEOROLÓGICOS	Deslocação das massas de ar Vento	Circulação Geral da Atmosfera
	FÍSICOS	Temperatura Pressão	Radiação Solar

Figura 4.15 Variações espaço-temporais da precipitação (Rodrigues, 1986).

4.1 Estruturas espaço-temporais da precipitação

Na Figura 4.16 são expostas cinco regularidades estruturais da precipitação. As suas características espaço-temporais são:

- as áreas sinópticas, com extensões superiores a 10^4 km² e persistência de um a vários dias;
- as áreas de grande meso escala, com extensões de 10^3 a 10^4 km² e duração de vários dias, podendo existir até seis em simultâneo dentro de uma área sinóptica;
- as áreas de pequena meso escala, com extensões de 10^2 a 10^3 km² e duração de poucas horas, existindo dentro das anteriores;
- os “cachos” de células convectivas, existindo dentro e fora das áreas anteriores, com áreas idênticas;
- as células convectivas, com áreas de 10 a 30 km², dependendo do tipo de chuvada

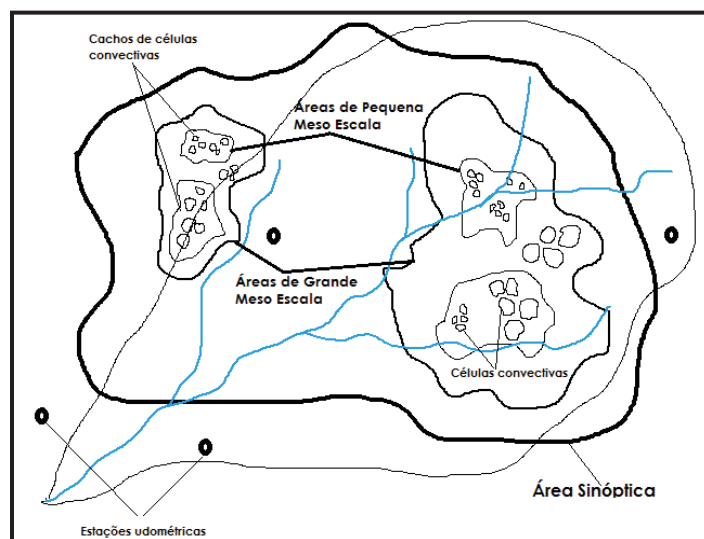


Figura 4.16 Estruturação dos sistemas de precipitação.

A intensidade de precipitação aumenta e a duração das chuvadas diminui à medida que se desce na escala hierárquica:

Escala sinóptica → Meso Escala → Convectiva

4.2 Tendência da variação espacial

A precipitação numa dada região cresce com a altitude até valores da ordem dos 2000 a 3000 metros. Este efeito é mais notório numa cadeia de montanhas que num pico isolado e resulta das precipitações de origem orográficas, já anteriormente referidas.

Com o aumento da altitude diminui, em termos relativos, a precipitação na forma de chuva e passa a ter mais importância a precipitação na forma sólida, normalmente neve. Define-se, então, o coeficiente de nevões como o valor percentual de precipitação na forma de neve em relação ao total precipitado em ano médio. Valores usuais para o coeficiente de nevões em função da altitude, são os da Quadro 4.1.

Quadro 4.1 Valores do coeficiente de nevões.

Altitude (m)	Coeficiente de nevões (%)
500	10
1000	20
2000	50
3000	85

A inclinação e orientação das encostas exerce forte influência no modo como a precipitação se distribui no espaço. A pluviosidade tende a ser maior a barlavento que a sotavento devido ao efeito orográfico.

Em igualdade de altitude e orientação de encosta, a pluviosidade diminui com o afastamento ao mar.

Embora na prática não se tomem geralmente em conta estas variações, podem ser cometidos erros apreciáveis no registo de valores principalmente quando relativos a pontos de medição isolados e os intervalos de tempo são reduzidos. Algum aumento de rigor pode ser obtido corrigindo os valores medidos, em vertentes inclinadas, através do coeficiente r , determinado por:

$$r = 1 \pm \frac{\operatorname{tg} \alpha}{\operatorname{tg} \theta} \cos \mu \quad (4.4)$$

em que: α - pendente do terreno; θ - inclinação da trajetória das gotas em relação à horizontal; μ - ângulo entre o plano das trajetórias das gotas e o plano que contém a linha de maior declive do terreno.

A diferenciação espacial da precipitação com a altitude, aconselha que o traçado das isoietas seja realizado com base na interpolação linear com a altitude e não com a distância que separa os postos udométricos em análise, como é prática comum.

Na Figura 4.17 esquematiza-se o traçado das isolinhas de precipitação por interpolação linear com a distância e com a altitude. Verificamos que neste último caso o desenho das isoietas é mais consentâneo com a realidade pois, é de esperar que a precipitação pouco varie na zona plana até ao sopé da elevação e, então ai, começar a aumentar em concordância com o aumento de altitude. Este facto não é evidenciado quando a interpolação se faz com base na distância entre os postos.

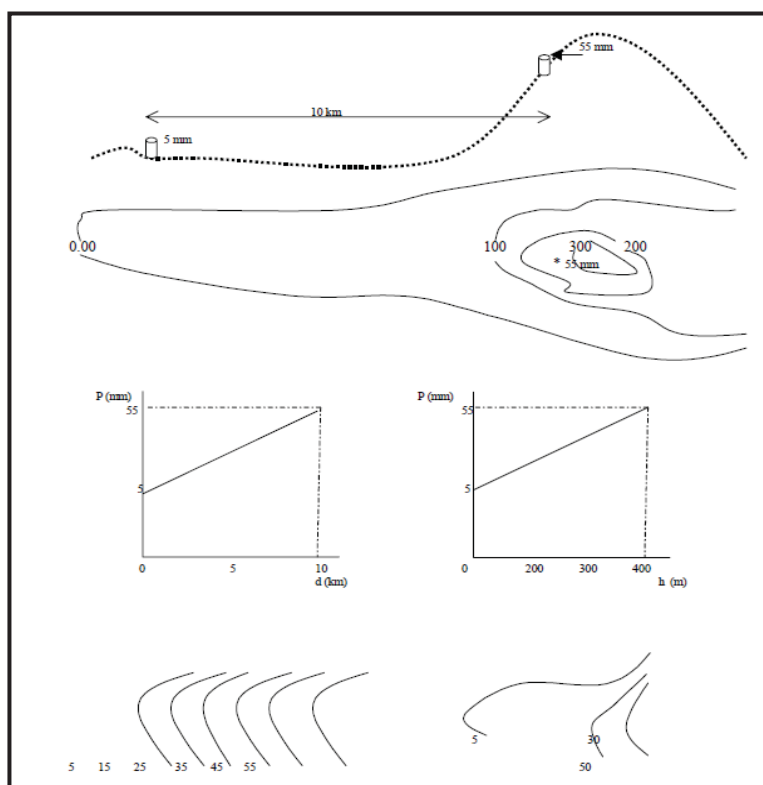


Figura 4.17 Modalidades usadas no traçado das isolinhas de precipitação.

A distância ao mar tem também influência na forma como a pluviosidade se distribui. Em igualdade de altitude e orientação, a precipitação é maior nas zonas costeiras do que no interior do território.

4.3 Postos udométricos virtuais

Com o objetivo de possibilitar uma melhor definição das isoietas, tendo em conta o relevo, é necessário por vezes determinar valores de

precipitação em locais onde não existem medições pluviométricas. Os dados assim obtidos permitem constituir séries de valores associados aquele ponto em concreto, os quais podem sofrer tratamento posterior como se se tratasse de mais um posto udométrico da rede.

A criação destes *postos udométricos virtuais* é uma prática corrente quando se procede ao desenho automático das isoietas através de programas computacionais. Nessas condições é necessário atribuir informação pluviométrica geo-referenciada aos locais de indefinição da rede (limites da área, zonas altas e vertentes de encosta sem registos, etc.).

A metodologia para a definição dos postos virtuais passa por:

- desenhar as isoietas com base nos postos de precipitação existentes;

- comparar a carta de isoietas com a carta altimétrica no sentido de detetar inconsistências devido à deficiente cobertura da rede udométrica;

- definição dos pontos para os quais se justifica a criação de estações virtuais e determinação da sua altitude;

- estimar a precipitação média anual nas estações udométricas virtuais, P_v , com base na informação dos postos vizinhos, através de uma relação linear precipitação-altitude do tipo:

$$\bar{P}_v = a + Alt_i \times b \quad (4.5)$$

onde, Alt_i representa a altitude do posto virtual e a e b são parâmetros da regressão;

- desagregar as precipitações anual média em precipitações anuais, utilizando o método do inverso da distância:

$$\frac{(P_v)_i}{\bar{P}_v} = \sum_{n=1}^N A_n \frac{(P_n)_i}{\bar{P}_n} \quad (4.6)$$

onde:

$(P_v)_i$ – precipitação anual, na estação virtual, no ano i ;

\bar{P}_v – precipitação média anual, na estação virtual, no período em estudo;

N – número de postos utilizados;

$(P_n)_i$ – precipitação anual, no posto n , no ano i ;

P_n - precipitação média anual , no posto n , no período em estudo;

A_n - coeficiente de ponderação que traduz o inverso da distância que separa a estação virtual dos restantes postos: $(1/r_{n-v})$

5. Preenchimento de falhas nos registos

Salvo raras exceções as séries de dados comportam falhas de registos. Para completar os registos associados a uma estação da rede pode recorrer-se aos dados disponíveis nas estações vizinhas com regime similar de funcionamento. Este problema pode ser resolvido pela utilização de vários métodos: média aritmética, rácio médio, inverso da distância, correlação entre uma ou várias séries e outros.

5.1 Média aritmética

É um método fiável quando, aplicado em regiões onde a variação espacial da precipitação anual seja pequena. A sua formulação consiste:

$$P_x = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n P_i \quad (4.7)$$

em que P_x corresponde ao valor a calcular e P_i o valor de precipitação em cada um dos n postos considerados, para o mesmo período do valor em falta.

5.2 Rácio médio (U.S. Weather Bureau)

Consiste de uma média ponderada por um fator correspondente à razão entre a média anual da série com falha, \bar{P}_x e a correspondente média anual de cada uma das n séries vizinhas consideradas, \bar{P}_i :

$$P_x = \frac{1}{n} \left(\sum_{i=1}^n \frac{\bar{P}_x}{\bar{P}_i} P_i \right) \quad (4.8)$$

5.3 Inverso da distância

Pondera as observações em três postos vizinhos, P_1 , P_2 e P_3 , pelo inverso das respetivas distâncias ao posto considerado, r_{1-x} , r_{2-x} e r_{3-x}

$$P_x = \bar{P}_x \left[\frac{1}{\frac{1}{r_{1-x}} + \frac{1}{r_{2-x}} + \frac{1}{r_{3-x}}} \left(\frac{P_1}{\bar{P}_1} * \frac{1}{r_{1-x}} + \frac{P_2}{\bar{P}_2} * \frac{1}{r_{2-x}} + \frac{P_3}{\bar{P}_3} * \frac{1}{r_{3-x}} \right) \right] \quad (4.9)$$

5.4 Correlação

Estabelece uma relação linear entre os dados da estação incompleta e as n estações da região:

$$P_x = \sum_{i=1}^n a_{xi} P_i \quad (4.10)$$

onde, P_x corresponde ao valor a estimar, P_i é o valor observado na estação i , a_{xi} , representa o coeficiente de correlação entre as estações x e i , e n o número de estações vizinhas.

6. Análise da qualidade dos dados

As séries de dados de precipitação necessitam de ser validadas quanto à sua consistência e homogeneidade. Séries revelando inconsistências nos seus registos devem ser corrigidas ou, eventualmente, eliminadas das caracterizações posteriores da precipitação. As inconsistências verificadas nos registos anuais relativas a um posto udométrico, repercutem-se também às outras escalas temporais (mês, dia, hora, etc.).

6.1 Verificação da consistência

Uma série diz-se consistente se o seu comportamento não for anômalo relativamente ao comportamento observado nas séries situadas na sua vizinhança. As inconsistências resultam associadas a alterações no equipamento de medição, mudanças na localização do posto ou devidas à substituição do observador encarregue da estação. Para verificação da consistência é usual recorrer-se à determinação das médias móveis e ao ensaio dos valores duplamente acumulados, ou seja, ao método das duplas acumulações. Este último possibilita a correção dos dados relativos aos períodos inconsistentes se tal se tornar necessário.

a) Médias móveis – conhecidos os valores de uma série, $y_1, y_2, y_3, y_4, \dots$, define-se média móvel de ordem N como a sequência das médias aritméticas obtidas por:

$$\frac{y_1 + y_2 + \dots + y_N}{N}; \frac{y_2 + y_3 + \dots + y_{N+1}}{N}; \frac{y_3 + y_4 + \dots + y_{N+2}}{N} \quad (4.11)$$

O recurso às médias móveis permite reduzir as, normalmente grandes, variações dos dados ao longo do tempo, atenuando assim, as flutuações. Se as séries em análise forem consistentes então, o andamento das respectivas médias móveis é similar.

Para verificação da consistência dos registos anuais da precipitação é recomendado o uso de médias móveis de ordem 10 (10 anos, portanto). Na Figura 4.18 representam-se, a título de exemplo, as média móveis das séries anuais registadas nos postos de precipitação próximos da bacia da ribeira de Oeiras (Alcaria Longa; S. Barnabé e Almodôvar), onde é notório a falta de consistência nos registos do posto de Almodôvar.

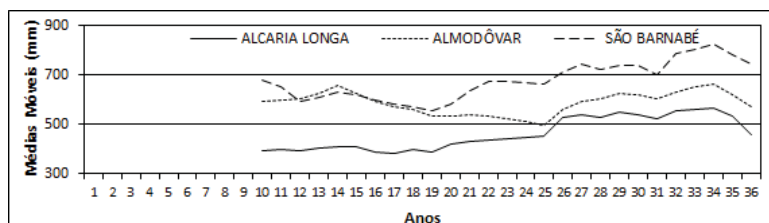


Figura 4.18 Média móvel de 10 anos em três séries de precipitação anual.

b) Duplas acumulações – passa pela representação gráfica dos pares de pontos obtidos pelas acumulações sucessivas de duas séries de valores observados no mesmo intervalo de tempo. Quando os valores das séries assim contrastadas são consistentes entre si, observa-se que os valores duplamente acumulados se distribuem em torno de uma reta cujo declive representa a constante de proporcionalidade entre as séries. A Figura 4.19 representa o gráfico duplamente acumulado para avaliação da consistência da série “A”. A série “B” é relativa a um posto vizinho consistente ou resulta do somatório (ou médias) dos valores dos postos na vizinhança de A que apresentem média anual estabilizada.

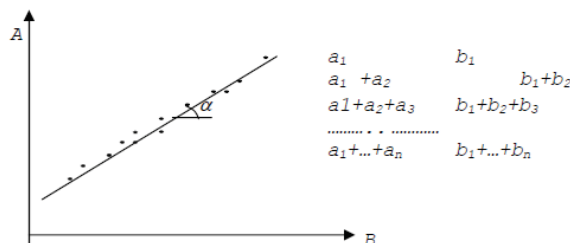


Figura 4.19 Valores duplamente acumulados.

- existência de um erro sistemático – não é possível o ajuste dos valores a uma única reta – Figura 4.20 – porque a partir de uma determinada data, os valores da série A passaram a ser sistematicamente menores. Várias causas podem estar na origem deste erro mas, as mais comuns, estão associadas a uma alteração do local de implantação do posto ou mesmo, resultam da instalação de novo equipamento de medida por substituição do anterior. Os valores errados podem ser corrigidos se multiplicados por um fator de correção C_P , tal que:

$$C_P = \frac{\operatorname{tg} \alpha}{\operatorname{tg} \beta} \quad (4.12)$$

onde $\operatorname{tg} \alpha$ representa o coeficiente angular no intervalo de tempo tomado como referência para o ajustamento e $\operatorname{tg} \beta$, o coeficiente angular da reta correspondente às observações a ajustar.

O coeficiente angular ou de proporcionalidade entre séries consistentes, pode também ser usado para a determinação de registos em falta numa das séries desde que se faça:

$$P_x = \operatorname{tg} \alpha \times P_i \quad (4.13)$$

onde P_i representa o valor medido e P_x o valor em falta.

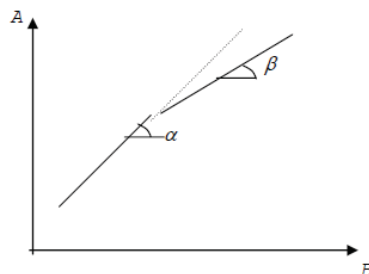


Figura 4.20 Registo de um erro sistemático.

- erro sistemático corrigido – neste caso verifica-se que os valores se ajustam a três retas com a particularidade da primeira e terceira serem paralelas – Figura 4.21. Este facto denota a existência de um erro sistemático que acabou por ser corrigido. Nestas condições, haverá necessidade de corrigir apenas os dados relativos a período intermédio, para o qual o erro sistemático persistiu.

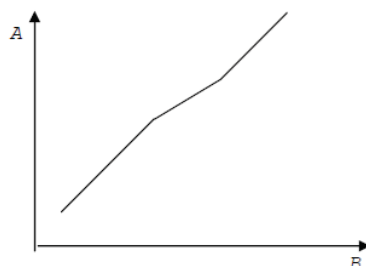


Figura 4.21 Existência de um erro sistemático corrigido.

- **desajuste relativamente à proporcionalidade do período** - os valores duplamente acumulados ajustam-se a várias retas devido à existência de valores aberrantes na série A – Figura 4.22. Em cada caso particular, deve ser estudada a hipótese de retirar os valores aberrantes (*outlayers*) ou, eventualmente, eliminá-los do estudo da série.

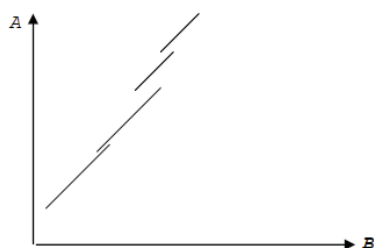


Figura 4.22 Existência de valores aberrantes.

6.2 Verificação da homogeneidade

Uma série é homogênea se os fatores que a influenciam se mantiverem constantes ao longo do período de observações. As quebras de homogeneidade podem ser provocadas, por exemplo, alteração na localização da estação, alterações climáticas, etc.

A homogeneidade e a consistência das séries hidrológicas são conceitos muito idênticos, pelo que a verificação da consistência pelos métodos já referidos constitui, só por si uma razoável garantia de que séries consistentes são homogêneas. Todavia existe um conjunto vasto de testes estatísticos para verificação da homogeneidade. Destes, e a título de exemplo, destacamos dois: teste dos chorrilhos e teste do desvio da média cumulado.

a) Teste dos chorrilhos

Este teste consiste na determinação da estatística Z_1 e em testar a hipótese de esta possuir uma distribuição normal reduzida, comparando o seu valor com o valor crítico para um determinado nível de confiança (normalmente 1.645 para um nível de confiança de 95%).

A distribuição é considerada homogénea, para um determinado nível de confiança quando Z_1 é menor que o valor crítico. O valor de Z_1 é determinado por:

$$Z_1 = \left| \frac{r - \frac{N+1}{2}}{\sqrt{\frac{N-1}{4}}} \right| \quad (4.14)$$

onde r é o número total de chorrilhos, ou seja, número de valores acima e abaixo do valor da mediana da série com N elementos.

b) Teste do desvio da média acumulado

Consiste na determinação da estatística P , a qual mede o máximo desvio da média acumulado. Valores elevados de P implicam uma sequência de valores, x , sistematicamente acima ou abaixo do valor médio da série, \bar{x} , o que pode levar a inferir que a série não é homogénea. O valor de P é obtido por:

$$P = \max_{0 \leq k \leq N} \left| \frac{\sum_{i=1}^k (x_i - \bar{X})}{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{X})^2}} \right| \quad (4.15)$$

Os valores críticos relacionados com P para um nível de confiança de 95% estão traduzidos na Quadro 4.2 em função do número de elementos da série.

Quadro 4.2 Valores críticos de $P/N^{1/2}$ para o nível de confiança de 95%.

N	95%
10	1.14
20	1.22
30	1.24
40	1.26
50	1.27
100	1.29
∞	1.36

7. Distribuição temporal da precipitação

7.1 Análise de séries de precipitação anual

Na análise das séries de precipitação anual convirá começar por testar a sua qualidade incluindo a reconstituição dos dados da série e a verificação da sua consistência, de acordo com as técnicas já mencionadas nos pontos 5 e 6.

Idealmente, cada posto deve ser contrastado com os postos vizinhos tidos estáveis em termos de média.

Para uma rápida identificação dos postos com média estável, pode-se recorrer à representação gráfica das médias anuais acumuladas (Figura. 4.23). A análise do gráfico obtido fornece indicação quanto ao número mínimo de anos necessários ao estudo de caracterização (cerca de 15 anos, neste caso).

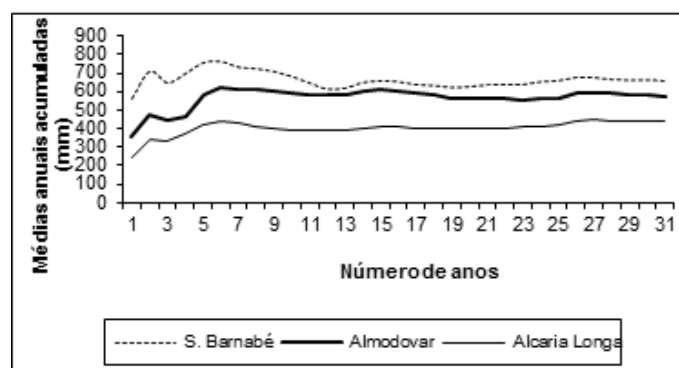


Figura 4.23 Médias anuais acumuladas.

A caracterização propriamente dita das séries anuais, resume-se à determinação dos quatro primeiros momentos estatísticos (média, desvio padrão, coeficiente de assimetria e coeficiente de achatamento ou curtose) e do coeficiente de variação da série com média estável e na identificação da função densidade de probabilidade que melhor se ajusta aos valores observados em cada posto. A seleção da função teórica pode, numa primeira análise, ser obtida através da determinação do histograma e a avaliação do ajustamento à função teórica, poderá ser determinado através de testes estatísticos.

Nesta fase da caracterização anual é possível determinar a precipitação associada a um determinado período de retorno, T , desde

que se determine na função estatística ajustada, o valor correspondente à probabilidade de $1/T$. Nestas condições, o valor de T será:

$$T = \frac{1}{G(X)} = \frac{1}{1 - F(X)} \quad (4.16)$$

onde $F(X)$ traduz a probabilidade de não excedência, ou seja, corresponde à probabilidade de um determinado valor de precipitação não ser superado $F(X) = P(X \leq x)$, e $G(X)$ a probabilidade de excedência tal que: $G(X) = 1 - F(X)$.

Mesmo antes do ajustamento dos dados da série a uma distribuição de probabilidade teórica, o valor de $F(X)$ pode ser obtido empiricamente, como uma probabilidade de posição, pela aplicação da expressão de Weibull:

$$F_a(X) = \frac{m}{N + 1} \quad (4.17)$$

onde m corresponde à posição de cada valor da série quando agrupados segundo uma ordenação crescente e N o número total dos elementos da série.

7.2 Análise das séries de precipitação mensal

A caracterização sumária da precipitação mensal é feita com recurso a diagramas cronológicos dos valores médios de cada mês, a diagramas classificados de frequências relativas (probabilidades), pela representação gráfica dos valores máximos e mínimos da série (Figura 4.26) e determinando o coeficiente de variação da precipitação mensal.

Diagrama cronológico dos valores médios – consiste na representação gráfica da média de cada mês, determinada para o período de estudo.

Diagrama classificado de frequências – passa pela representação da frequência com que os valores são ultrapassados em cada um dos meses da amostra.

Representação gráfica dos valores máximos e mínimos – representação gráfica dos máximos e mínimos registados no período para cada mês da série.

Coeficiente de variação mensal – é uma medida da variabilidade mensal da precipitação dentro do ano e pode ser definido como:

$$Cv_{mensal} = \frac{\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{12} (P_i - \bar{P})^2}{12}}}{\bar{P}} \quad (4.18)$$

Em que P_i é o valor da precipitação em cada mês e \bar{P} a precipitação média mensal do ano em análise. Este coeficiente permite evidenciar que a regularidade do ano médio é muito superior à regularidade média dos anos do respetivo período (Quadro 4.3).

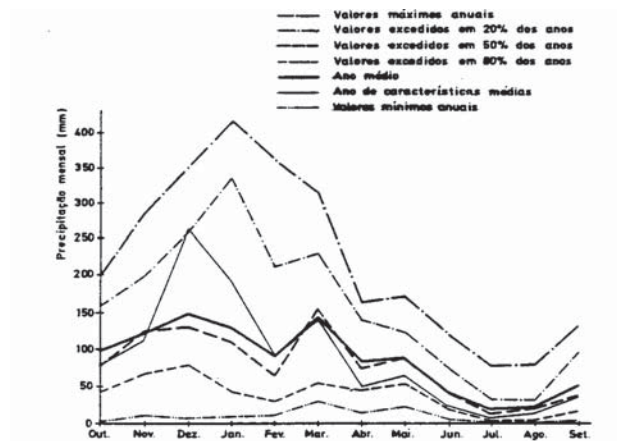


Figura 4.24 Distribuição mensal das precipitações na bacia do Mondego em Ponte de Tábua (Quintela, 1992).

Quadro 4.3 Parâmetro da distribuição da precipitação anual e mensal em quatro bacias portuguesas (Quintela, 1992).

Bacia	Período	Precipitação anual			Coef. Variação da precipitação mensal	
		Média (mm)	DesvPadrão (mm)	Coef. Variação (%)	Média (%)	Ano médio (%)
Rio Paiva em Castro Daire	1944/45-60/61	1482	479	32	92	57
Rio Mondego em Pte Tábua	1937/38-59/60	1054	307	29	86	52
Ribeira de Odivelas em Odivelas	1940/41-59/60	614	170	28	91	63
Ribeira de Raia em Cabeção	1935/38-53/54	670	192	29	92	57

8. Precipitações intensas

8.1 Introdução

Por precipitações intensas devem ser entendidas as chuvas de grande intensidade, com duração desde dias a poucos minutos (10 a 5 min), cujo cálculo é fundamental ao dimensionamento de obras hidráulicas (sistemas de drenagem, diques de proteção contra cheias, descarregadores de barragem, etc.), na medida em que condicionam diretamente o valor do caudal máximo de uma cheia (caudal de ponta).

O estudo das precipitações intensas é também fundamental para a análise da suscetibilidade dos solos à erosão.

A análise dos valores máximos de precipitação associados a uma duração evidencia acentuadas diferenças nos valores extremos da precipitação. A título de exemplo apresenta-se a Figura 4.25, onde é possível avaliar a distribuição espacial em Portugal, das precipitações horárias máximas históricas.

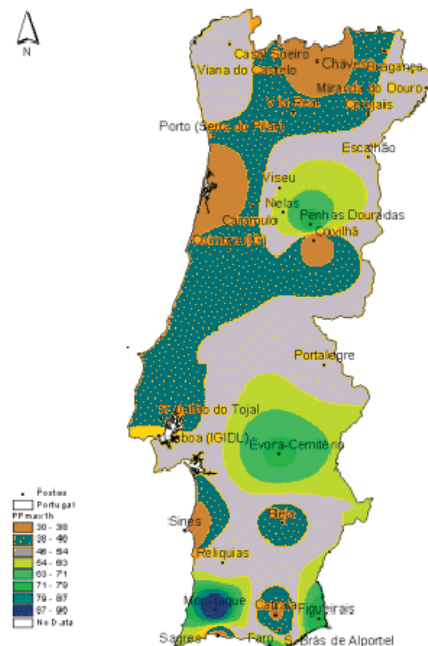


Figura 4.25 Isolinhas das precipitações horárias máximas históricas.

Os valores mais elevados foram verificados na Serra de Monchique (cerca de 90 mm), mas também em Évora, junto à foz do

Guadiana e na região da Serra da Estrela, foram registados valores excepcionais (cerca de 75 mm).

As chuvadas intensas são caracterizadas por três parâmetros:

- **Duração** – A análise da precipitação segundo a sua duração, é fundamental para o dimensionamento das obras hidráulicas onde a determinação dos caudais de cheia é requerida. O período de tempo a considerar pode variar desde poucos minutos (coletores de águas pluviais) a algumas horas (obras em rios com pequenas bacias hidrográficas) ou, até mesmo, alguns dias (obras em rios com grandes bacias hidrográficas).

- **Intensidade** – Já se referiu que a intensidade traduz o quociente entre a altura de chuva e o tempo de duração do evento.

- **Frequência** – Representa a probabilidade de ocorrência de uma chuvada, conhecida a sua duração e intensidade, normalmente expressa em termos de período de retorno (T).

8.2 Curvas de possibilidade udométrica

A caracterização das precipitações intensas pode ser realizada de duas maneiras: uma puramente descritiva; outra recorrendo ao tratamento estatístico dos dados.

Na forma descritiva são identificados, na série de dados, os valores relativos ao primeiro máximo na unidade de tempo em análise e em unidades de tempo múltiplas, ajustando-se-lhe, depois, uma função do tipo $h = at^n$, onde h é altura em milímetros, t o tempo e a e n são constantes característicos de cada local, obtidos pelo método dos mínimos quadrados após logaritmização ($\log h = \log a + n \log t$), e corresponde à implantação dos valores máximos de precipitação associados à duração segundo uma reta traçada em papel logaritmo.

A função $h = h(t)$ é designada por curva de possibilidade udométrica (altura-duração-frequência).

Na abordagem estatística, os máximos de precipitação em cada intervalo de tempo, começam por ser ajustados a uma lei de densidade de probabilidade (normalmente a lei de Gumbel), para depois se ajustar a curva de possibilidade udométrica, aos valores gerados para cada frequência e duração. As curvas assim obtidas acabam por ser uma derivação das curvas de altura-duração-frequência, e são conhecidas como curvas IDF (intensidade-duração-frequência):

$$i = \frac{h}{t} = \frac{at^n}{t} = at^{n-1} \quad (4.19)$$

em que a intensidade da precipitação, i (mm/h) é função decrescente da duração, t , (min) supondo constante o período de retorno.

Na Quadro 4.4 apresentam-se os parâmetros das curvas IDF para cinco períodos de retorno, resultantes da análise estatística das séries de precipitação de quatro postos udográficos (Universidade de Aveiro, Lisboa-IGIDL, Évora-Cemitério e Faro-Aeroporto) e na Figura 4.26 a correspondente representação gráfica.

Quadro 4.4: Parâmetros das curvas IDF (extraído de Brandão, 1995).

Parâmetros	Posto udográfico	Período de retorno (anos)					
		100	50	20	10	5	2
a	Aveiro	421	385	337	301	263	205
	Lisboa	594	532	450	386	320	221
	Évora	584	533	465	412	357	272
	Faro	728	636	561	487	411	295
b = (n-1)	Aveiro	-0.621	-0.620	-0.619	-0.617	-0.616	-0.612
	Lisboa	-0.638	-0.636	-0.631	-0.627	-0.621	-0.607
	Évora	-0.636	-0.638	-0.642	-0.645	-0.650	-0.662
	Faro	-0.636	-0.638	-0.640	-0.643	-0.647	-0.657

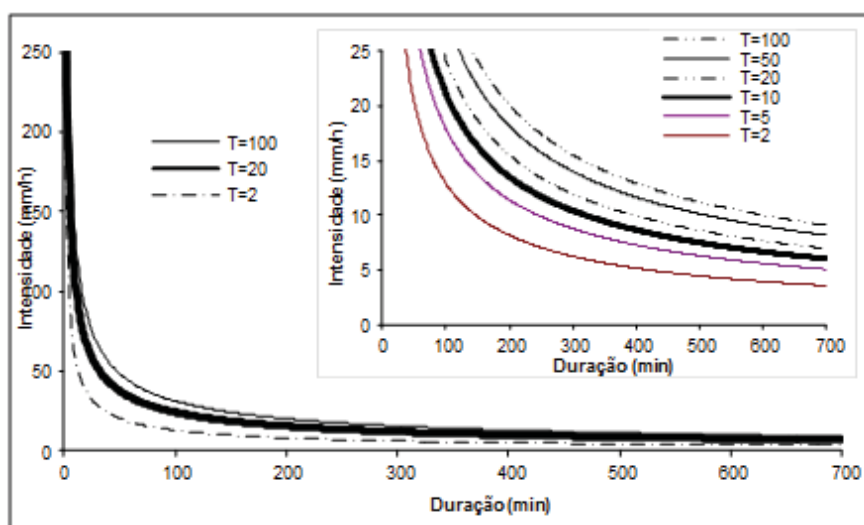


Figura 4.26 Curvas IDF obtidas a partir dos elementos da Quadro 4.4.

8.3 Relação entre a precipitação, duração e a área

A relação entre a precipitação, a duração e a área é, genericamente, traduzida por uma função exponencial do tipo:

$$P_A = P_o e^{-kA^n} \quad (4.20)$$

onde P_A representa a precipitação ponderada em mm, P_o é a precipitação pontual, em mm, A é a área em km², e k e n são constantes regionais positivas e inferiores à unidade dependentes da duração da chuva. Da análise desta relação é possível concluir:

- a relação P_A/P_o diminui com o aumento da área;
- a relação P_A/P_o atenua-se quando cresce a duração;

Estas relações, traduzidas na Figura 4.27, fornecem estimativas médias de reduções, no espaço, da precipitação registada num ponto, onde se agregam distintos tipos de precipitação. A análise em separado para cada tipo de precipitação conduz, necessariamente, a maiores afastamentos entre o valor pontual e espacial à medida que os fenómenos convectivos forem predominantes em relação aos ciclónicos.

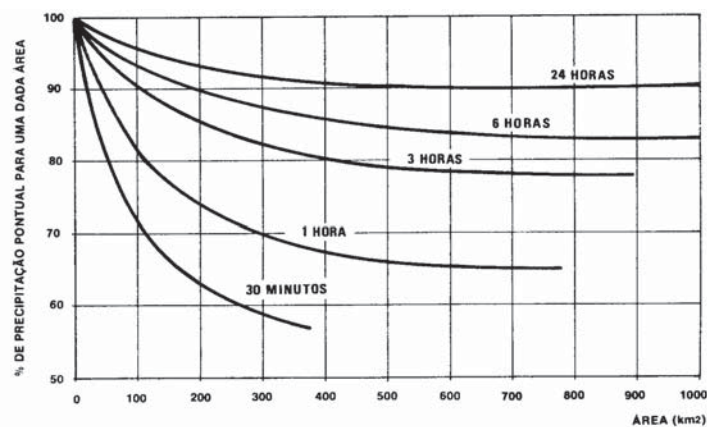


Figura 4.27 Variações da precipitação com a área.

8.4 Hietograma de projeto

As curvas de possibilidade udométrica fornecem apenas, para uma duração da chuva, a altura de precipitação para um dado período de retorno sem indicações acerca da forma como se distribui no tempo da chuva, a precipitação.

A distribuição no tempo do total precipitado, permite definir o hietograma (gráfico da variação temporal da precipitação) de projeto fundamental para a determinação dos hidrogramas de cheia.

A forma mais simples, mas também menos realista, de distribuir a precipitação, consiste em assumir uma distribuição uniforme do volume precipitado durante a duração da chuvada. Nestas condições o hietograma resultante tem intensidade constante pelo que a quantidade de precipitação resulta do produto da duração pela correspondente intensidade.

Todavia e na sequência do que foi referido em 8.2, é de supor que a intensidade de precipitação decresça com a duração, obrigando à decomposição do volume precipitado ao longo da chuvada. A distribuição temporal da precipitação pode ser realizada segundo três metodologias distintas: recorrendo a hietogramas – em que cada ordenada representa a precipitação ou a intensidade ocorrida em cada incremento de tempo; através da curva cumulativa da precipitação – em que cada ordenada indica a precipitação ocorrida até ao instante considerado; ou, com recurso à curva de distribuição temporal da precipitação (DTP) – onde cada ordenada representa a fração da precipitação total da chuvada até ao instante considerado.

Vulgarmente consideram-se duas metodologias para decomposição no tempo do volume precipitado, uma recorrendo às curvas IDF, outra tendo por base os registos udográficos.

a) Recorrendo às curvas I-D-F

Chow et al. (1988) sugere o uso do método dos blocos alternados na construção do hietograma. Nesta metodologia, a precipitação ocorrida em n número de intervalos de tempo sucessivos de duração Δt , é especificada numa duração total de $D = n\Delta t$. O método obedece aos seguintes procedimentos:

1 - Escolha do período de retorno.

2 - Obtenção, a partir das I-D-F, das intensidades para cada duração Δt , $2\Delta t$, $3\Delta t$, $n\Delta t$, e correspondente precipitação.

3 - Estimar as diferenças entre intervalos de tempo sucessivos, com o objetivo de determinar a precipitação em cada intervalo Δt - Quadro 4.5.

4 - Ordenar aquelas precipitações de modo a centrar o maior valor e alternar os valores à direita e à esquerda, por ordem decrescente – Figura 4.28 a)

Quadro 4.5 Obtenção do hietograma pelo método dos blocos alternados relativo ao período de retorno de 100 anos, com 2 horas de duração em Évora-Cemitério.

Duração (min)	Intensidade (mm/h)	Tempo (min)	Precipitação (mm)		
			Acumulada	Incremento	Hietograma I
10	135.02	0-10	22.50	22.50	4.90
20	86.89	10-20	36.99	14.48	5.56
30	67.14	20-30	48.17	11.19	6.53
40	55.91	30-40	57.49	9.32	8.09
50	48.51	40-50	65.58	8.09	11.19
60	43.20	50-60	72.78	7.20	22.50
70	39.17	60-70	79.31	6.53	14.48
80	35.98	70-80	85.30	6.00	9.32
90	33.38	80-90	90.87	5.56	7.20
100	31.22	90-100	96.07	5.20	6.00
110	29.38	100-110	100.97	4.90	5.20
120	27.80	110-120	105.60	4.63	4.63

Ainda recorrendo às IDF, a precipitação pode ser especificada de forma a considerar uma sucessões decrescente ou crescente das intensidades ao longo da respetiva duração.

A primeira situação (Figura 4.28 b) é mais realista já que está de acordo a evolução da generalidade dos fenómenos pluviosos (a diminuição da quantidade precipitada em cada intervalo de tempo, Δt , é diretamente proporcional à duração da chuvada). Todavia, há que ter presente, que nesta situação a maior quantidade de precipitação ocorre no período onde é maior a infiltrabilidade do solo, o que se traduz em termos de menor precipitação efetiva e consequentemente menores picos de cheia.

A segunda situação (Figura 4.28 c) é menos comum mas, o seu uso pode ser justificado, em termos de projeto, por sobrevalorizar as quantidades de precipitação ocorridas no final das chuvadas, numa altura em que o solo se encontra já saturado e em que praticamente toda a precipitação vai contribuir para o escoamento, originando, por isso, picos de cheia mais significativos, e consequentemente, um dimensionamento das estruturas hidráulicas do lado da segurança.

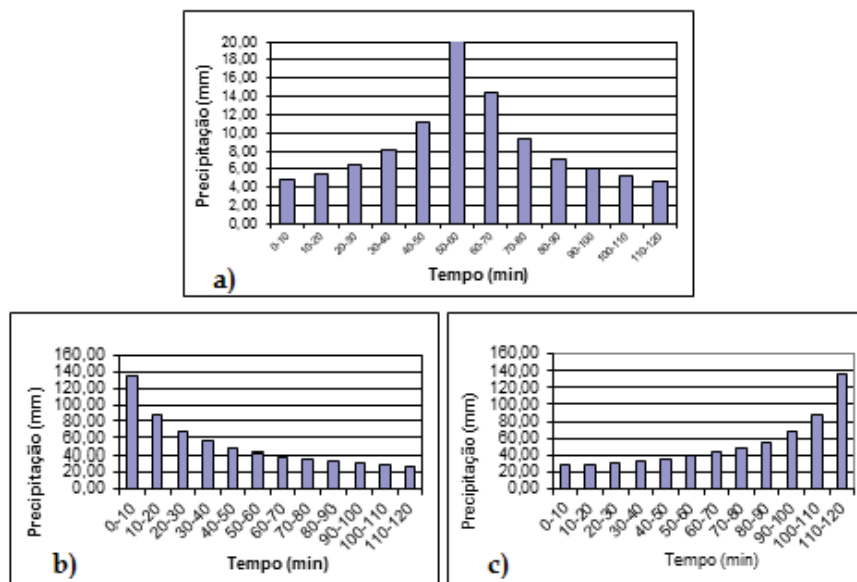


Figura 4.28 Obtenção dos hietogramas de projeto através das IDF.

b) Recorrendo aos registos de estações udográficas.

Estes modelos têm por base a análise estatística de uma grande número de acontecimentos pluviosos. De entre os vários trabalhos realizados neste âmbito destacam-se as, entre nós muito utilizadas, distribuições temporais de Huff – Figura 4.29.

A definição das distribuições temporais de Huff recorre às seguintes fases:

1 - Leitura dos udogramas em cada 5, 15 ou 30 minutos (a duração depende do tipo de registo existente).

2 - Identificação de acontecimentos pluviosos independentes (aqueles em que se verifique uma separação em relação ao precedente e ao seguinte de pelo menos 6 horas).

3 - Elaborar uma curva de distribuição temporal de precipitação onde a precipitação e duração vêm expressas em percentagem.

4 - Agrupar os acontecimentos pluviosos em quatro grupos consoante a localização temporal da precipitação máxima acumulada estiver no 1º, 2º, 3º ou 4º quartil da duração total.

5 - Desenho, para cada quartil, das várias curvas de distribuição temporal de precipitação, consoante a sua probabilidade de ocorrência.

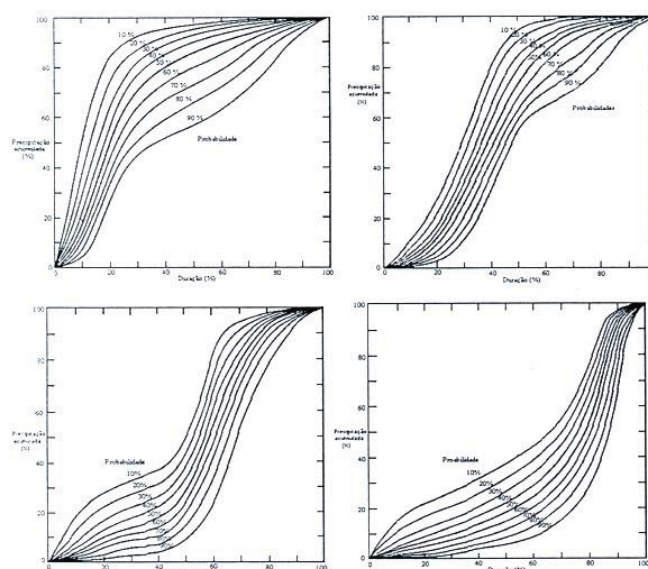


Figura 4.29 Hietogramas cumulativos adimensionais das distribuições temporais de Huff (Chow, 1988).

A Quadro 4.6 corresponde à tradução numérica das curvas de DTP de Huff do 1º quartil.

Quadro 4.6 Valores das curvas DTP do 1º quartil, correspondentes às probabilidades de ocorrência de 10, 50 e 90%.

	Duração (%)										
Prob. excedência(%)	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
10	0.0	51.3	79.2	87.8	92.3	96.7	99.2	99.4	99.7	99.7	100.0
50	0.0	18.5	50.1	71.5	80.2	88.0	90.1	93.0	95.5	98.0	100.0
90	0.0	10.0	38.5	46.0	51.8	57.5	63.0	71.5	82.0	92.5	100.0

A escolha da probabilidade a considerar para efeitos de cálculo dos caudais de cheia de projeto depende da maior ou menor segurança requerida. Assim, para muitos casos, a utilização de uma distribuição com probabilidade média de 50%, é suficiente, sendo, no entanto, mais apropriado, no cálculo de caudais extremos, considerar a probabilidade extrema de 10%.

As DTP mais desfavoráveis correspondem ao 4º quartil, pois resultam da análise de séries de precipitações intensas, em que a maior intensidade ocorre no último quarto da duração do evento pluvioso. Nestas condições, é maior a quantidade de precipitação não infiltrada o que conduz, necessariamente, a volumes e pontas de cheia superiores.

Seguindo a metodologia proposta por Huff, vários autores determinaram DTP para vários locais do nosso país. Como exemplo apresentam-se as DTP obtidas para Évora-Cemitério – Figura 4.30. Da sua análise é possível verificar que para atingir 50% da precipitação total em Évora, é necessário decorrer 23%, 39%, 29% e 74% da duração total, respetivamente, para o 1º, 2º, 3º e 4º quartil, evidenciando, deste modo, a ocorrência da precipitação máxima acumulada cada vez mais próxima do final do evento.

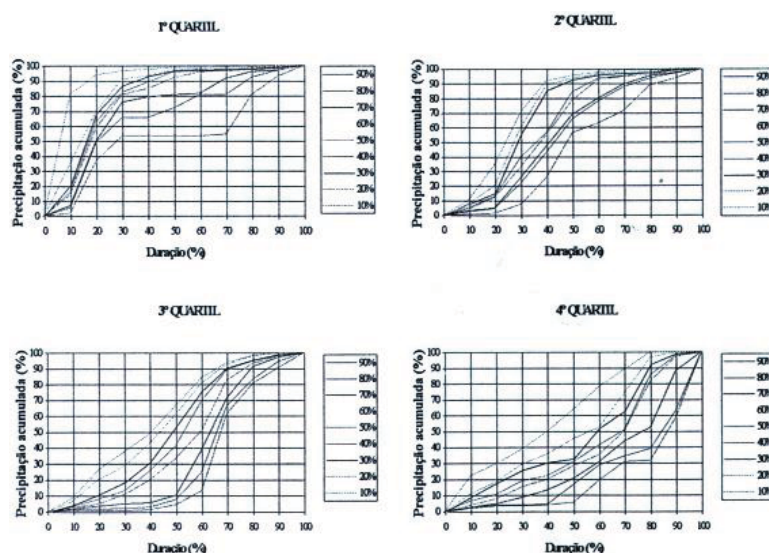


Figura 4.30 Curvas de Huff para Évora-Cemitério (Brandão, 1995).

Na Quadro 4.7 apresenta-se a discretização das DTP para as curvas medianas (50% de probabilidade de excedência) para Évora e Faro.

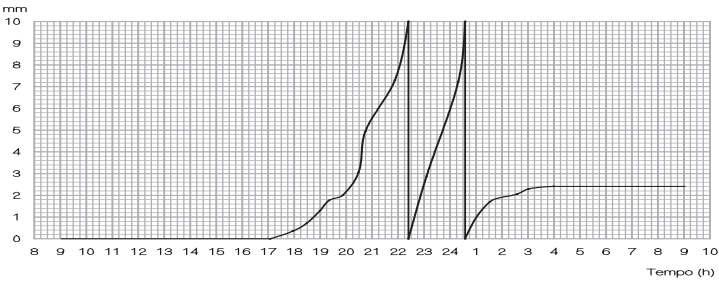
Quadro 3.7 Discretização da mediana das curvas DTP para Évora e Faro.

Unidades: %

		Duração										
Quartil	Local	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
1º	Évora	0	20	46	60	68	74	79	87	94	99	100
	Faro	0	24	50	67	75	81	88	91	94	98	100
2º	Évora	0	4	13	30	51	71	78	84	92	98	100
	Faro	0	5	12	35	55	76	81	89	95	98	100
3º	Évora	0	3	10	15	21	28	51	75	91	97	100
	Faro	0	2	6	19	23	30	47	77	87	97	100
4º	Évora	0	3	7	13	17	25	30	42	60	81	100
	Faro	0	3	8	12	20	31	39	43	53	81	100

9. Exercícios

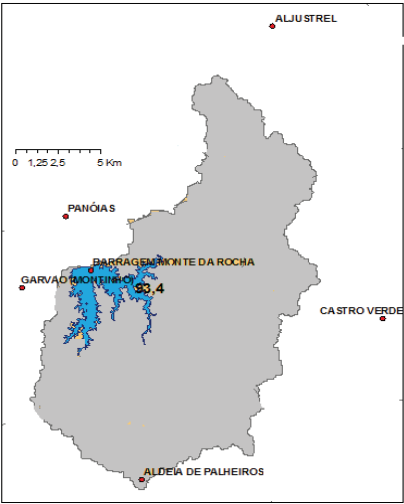
9.1. A figura abaixo representa um registo diário de um udógrafo de sifão. Estime o valor da precipitação no dia a que se refere o registo e a máxima intensidade média da precipitação em 1 hora.



9.2. A figura apresenta a bacia hidrográfica própria da albufeira do Roxo (área = 93,4 km²) e os postos udométricos considerados na determinação da precipitação na bacia.

Faça o traçado dos Polígonos de Thiessen e determine a precipitação média anual na bacia hidrográfica.

	Ki	P(mm)
Aljustrel	0.11	550
Castro Verde	0.16	600
Panóias	0.02	585
Barragem Mt Rocha	0.38	610
Garvão	0.05	500
Aldeia de Palheiros		650



9.3. Em determinado local obtiveram-se, para o período de retorno de 100 anos as intensidades médias de precipitação e as respetivas durações que se apresentam no quadro seguinte:

Duração (min)	10	20	30	60	80	100	120
i média (mm/h)	109,2	78,3	71,4	55,3	48,9	43,8	38,1

Determinar para o período de retorno de 100 a, os parâmetros a e b da curva IDF.

10. Referências Bibliográficas

- Brandão C. (1995). Análise de precipitações intensas, IST/UTL, Dissertação para a obtenção do grau de mestre em Hidráulica e Recursos Hídricos, Lisboa.
- Brandão C. B.; Rodrigues R. R.; Pinto de Costa, J. (2001). Análise de fenómenos extremos: precipitações intensas em Portugal continental, DSRH, INAG, Lisboa.
- Chow Ven Te; Maidment D. R.; Mays L. W. (1988). Applied Hydrology, McGraw-Hill, New York.
- Hipólito J. R. e Vaz A. C. (2011). Hidrologia e Recursos Hídricos, IST Press, Lisboa.
- INAG, SNIRH (2010). <http://snirh.inag.pt>.
- Lencastre A. e Franco F. M. (2003). Lições de Hidrologia, Fundação Armando Lencastre, Lisboa.
- Quintela A. C. (1992). Hidráulica aplicada. Parte I. Hidrologia e Recursos Hídricos, IST, Lisboa.
- Rodrigues R. R. (1986). Avaliação das disponibilidades hídricas superficiais com base na precipitação. Introdução ao Planeamento e Gestão de Recursos Hídricos, vol. 4, série Metodologias para a Avaliação de Políticas de Recursos Hídricos. NATO-POWATERS, LNEC, Lisboa.